

## ЧИСЛЕННЫЕ МЕТОДЫ И АНАЛИЗ ДАННЫХ

### Автоматизированный метод вычисления *Dst*-индекса на основе вейвлет-модели вариаций геомагнитного поля

О.В. Мандрикова<sup>1</sup>, А.А. Степаненко<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Институт космических исследований и распространения радиоволн ДВО РАН,  
с. Паратунка (Камчатский край),

684034, Камчатский край, Елизовский район, с. Паратунка, ул. Мирная, д. 7,

<sup>2</sup>Камчатский государственный технический университет,

683003, Россия, г. Петропавловск-Камчатский, ул. Ключевская, д.35

#### Аннотация

Предложен метод вычисления индекса геомагнитной активности *Dst*, основанный на вейвлет-модели вариаций геомагнитного поля. Метод позволяет в автоматическом режиме получать значения *Dst*-индекса с 1-минутным разрешением. Апробация метода выполнена на данных приэкваториальных станций [1]. В работе описан алгоритм выполнения расчетов и приведены результаты оценок. Выполнено сравнение результатов расчета с классическим подходом и с методом, используемым в Мировом центре данных Киото. Показано, что предлагаемый метод позволяет в оперативном режиме получать значения *Dst*-индекса с допустимой погрешностью.

**Ключевые слова:** анализ данных, вейвлет-преобразование, *Dst*-индекс, геомагнитная активность.

**Цитирование:** Мандрикова О.В. Автоматизированный метод вычисления *Dst*-индекса на основе вейвлет-модели вариаций геомагнитного поля / О.В. Мандрикова, А.А. Степаненко // Компьютерная оптика. – 2020. – Т. 44, № 5. – С. 797-808. – DOI: 10.18287/2412-6179-CO-709.

**Citation:** Mandrikova OV, Stepanenko AA. Automated method for calculating the *Dst*-index based on the wavelet model of geomagnetic field variations. Computer Optics 2020; 44(5): 797-808. DOI: 10.18287/2412-6179-CO-709.

#### Введение

В статье предлагается метод анализа вариаций геомагнитного поля и вычисления индекса геомагнитной активности *Dst* (*Dst*-индекса). Исследование вариаций геомагнитного поля выполняется по данным мировой сети магнитных станций [3]. Наибольший интерес представляют исследования геомагнитного поля в периоды повышенной солнечной активности и магнитных бурь, которые позволяют получить ценную информацию о состоянии околоземного космического пространства (ОКП). В периоды экстремальных солнечных событий динамическое влияние параметров солнечного ветра приводит к значительным изменениям в ОКП [4]. Внезапное увеличение плотности или скорости солнечного ветра сжимает магнитопаузу дневной стороны, что приводит к возникновению сложных динамических процессов в магнитосфере и ионосфере Земли [3]. В эти периоды в регистрируемых геомагнитных данных наблюдаются флуктуации разной амплитуды и длительности [5], которые имеют сложную частотно-временную структуру и содержат информацию о степени возмущенности геомагнитного поля [6–8]. Исследования геомагнитного поля важны в задачах солнечно-земной физики и представляют научно-практический интерес [3].

Для оценки состояния геомагнитного поля используют различные индексы геомагнитной активно-

сти [3, 9, 10]. Одним из наиболее распространенных индексов геомагнитной активности является *Dst*-индекс, предложенный Суэгурой [9] в 1964 г. *Dst*-индекс характеризует развитие поля возмущений в периоды магнитных бурь и представляет среднюю величину возмущения в часовом интервале, вычисленную по данным сети низкоширотных станций, разнесенных по долготе (станции представлены на рис.1). Для расчета *Dst*-индекса используется горизонтальная составляющая поля (Н-компонента). *Dst*-индекс в прикладных исследованиях используется в качестве индикатора геомагнитной активности, включая идентификацию магнитных бурь, которые оказывают существенное негативное влияние на радиотехнические средства (особенно в высоких широтах), спутники и другую деятельность человека (напр. [11]). Важно отметить, что наибольший интерес представляет возможность получения *Dst*-индекса в реальном времени или приближенном к нему.

Вычисление часового *Dst*-индекса выполняется в Мировом центре данных в Киото [2]. Методика вычисления индекса с течением времени изменялась и улучшалась [12–14], но сущность метода оставалась неизменной на протяжении более 50 лет. Применяемая в Мировом центре данных методика [2] использует информацию о «самых спокойных днях», которую можно получить только по прошествии месяца.

Это не позволяет получать значения *Dst*-индекса в оперативном режиме и не обеспечивает возможность эффективно решать задачи космической погоды.

Чтобы преодолеть данные ограничения, в работе предлагается специализированный подход к анализу геомагнитных данных, основанный на применении вейвлет-модели вариаций геомагнитного поля [15–17]. Основу модели составляет конструкция вейвлет-пакетов [18, 19], применение которой для анализа геомагнитных данных ранее предложено в работе [6]. В настоящее время вейвлеты и вейвлет-пакеты являются одними из наиболее часто применяемых математических инструментов в обработке данных сложной нестационарной структуры (напр. [20, 21]) и широко применяются в задачах анализа геомагнитных данных [22–28]. Показано [6, 15], что вейвлет-пакеты способны отслеживать многокомпонентную структуру регистрируемых геомагнитных данных. Важным свойством конструкции вейвлет-пакетов также является возможность численной реализации в режиме, близком к реальному времени [27, 29].

Предлагаемая вейвлет-модель, в отличие от традиционных моделей временных рядов, позволяет описать структуру сложного нестационарного сигнала, включающего регулярные и спорадические (аномальные) составляющие. На примере анализа геомагнитных данных и решения задачи автоматического вычисления *Dst*-индекса в статье показан способ применения модели. В более ранних работах [6, 15, 16, 17, 30] предложено применение модели в задачах

обнаружения короткопериодных геомагнитных возмущений и для автоматизации вычисления индекса геомагнитной активности *K* по методике Дж. Бартельса [31]. В этой статье мы рассматриваем данный подход для автоматизации вычисления *Dst*-индекса с целью возможности получения его значений в оперативном режиме и с 1-минутным разрешением. В работе выполнено сравнение предлагаемого метода с классическим подходом и с методом Киото [2]. На примере анализа геомагнитных данных в период Хэллоуинского шторма 2003 года продемонстрированы возможности метода. Результаты оценок показали, что метод позволяет получать значения *Dst*-индекса в оперативном режиме с допустимой погрешностью.

### 1. Используемые данные

В исследовании использовались минутные геомагнитные данные (горизонтальная составляющая магнитного поля) магнитных обсерваторий Hermanus, Kakioka, Honolulu, San-Juan за 2002 – 2003 гг. Координаты обсерваторий указаны в табл. 1. Для получения данных использовался ресурс [1]. Станции расположены на удалении от магнитного экватора (см. рис. 1) для того, чтобы избежать влияния экваториальных электроджетов, которые могут вносить нежелательные изменения [10]. Станции рекомендованы Сугиурой [9, 10] для расчета *Dst*-индекса. Для оценки предлагаемого метода использовался *Dst*-индекс Мирового центра данных.

Табл. 1. Данные станций

Обсерватория	Код	Географическая долгота	Географическая широта	Магнитная широта
Hermanus	HER	19,22	-34,40	S 33,3
Kakioka	KAK	140,18	36,23	N 26,0
Honolulu	HON	201,98	21,32	N 21,1
San Juan	SJG	293,88	18,38	N 29,9

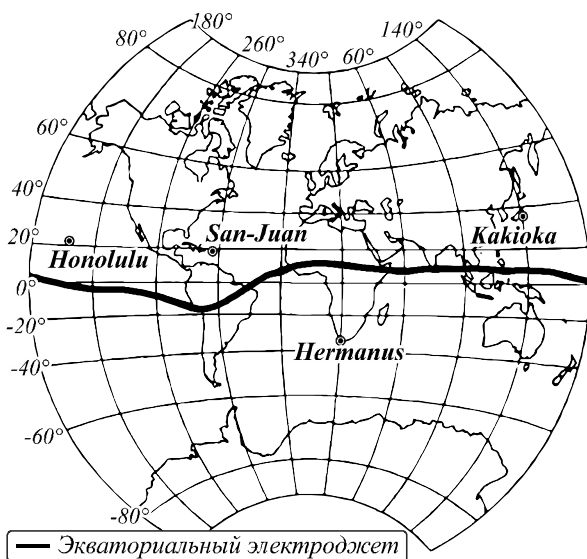


Рис. 1. Сеть станций, используемых для вычисления *Dst*-индекса [2]

### 2. Методика расчета *Dst*-индекса, предложенная Сугиурой

В работе [9] для вычисления *Dst*-индекса Сугиура предложил использовать данные *H*-компоненты следующих восьми станций: Hermanus, Alibag, Kakioka, Aria, Honolulu, San Juan, Pilar, M'Bur. В дальнейшем с целью более быстрого получения *Dst*-индекса количество станции было сокращено до четырех [10]: Hermanus, Kakioka, Honolulu и San Juan (координаты обсерваторий указаны в табл. 1). Методика вычисления *Dst*-индекса представлена ниже.

Для станции *m* наблюдаемое магнитное поле  $H^{(m)}$  может рассматриваться как [10]:

$$H^{(m)}(t) = H_0^{(m)}(t) + Sq^{(m)}(t) + L^{(m)}(t) + D^{(m)}(t), \quad (1)$$

где  $H_0^{(m)}$  – постоянное поле, включая вековую вариацию;  $Sq^{(m)}$  – солнечная суточная вариация;  $L^{(m)}$  – лунная суточная вариация;  $D^{(m)}$  – возмущения.

Среднее значение  $H^{(m)}(t)$  за 18 месяцев с июля 1957 г. по декабрь 1958 г.  $H_{00}^{(m)}(t)$  рассматривается как приближение нулевого порядка для  $H_0^{(m)}(t)$ . Тогда отклонение  $H_0^{(m)}(t)$  от  $H_{00}^{(m)}(t)$  будет  $\Delta H_0^{(m)}(t)$ :

$$H_0^{(m)}(t) = H_{00}^{(m)}(t) + \Delta H_0^{(m)}(t). \quad (2)$$

Отклонение наблюдаемого  $H^{(m)}$  от  $H_{00}^{(m)}$  есть

$$\Delta H^{(m)}(t) = H^{(m)}(t) - H_{00}^{(m)}(t). \quad (3)$$

Тогда из (1–3) получаем

$$\Delta H^{(m)}(t) = \Delta H_0^{(m)}(t) + Sq^{(m)}(t) + L^{(m)}(t) + D^{(m)}(t). \quad (4)$$

При часовом разрешении имеем значение  $\Delta H^{(m)}(t)$  по станциям:

$$\overline{\Delta H(t)} = \overline{\Delta H_0(t)} + \overline{Sq(t)} + \overline{L(t)} + \overline{D(t)}, \quad (5)$$

верхнее подчеркивание означает усреднение по всем станциям.

Поскольку лунная вариация  $L$  мала, предполагается, что среднее значение  $\overline{L}$  пренебрежимо мало и полностью игнорируется. Таким образом,

$$\overline{\Delta H(t)} = \overline{\Delta H_0(t)} + \overline{Sq(t)} + \overline{D(t)}. \quad (6)$$

Для определения  $Sq$  для станции  $m$  месяца  $M$  берется среднесуточная вариация пяти международных спокойных дней [1] месяца  $M$  от полуночи до полуночи по Гринвичу. Полученные вариации  $Sq$  усредняются по станциям.

Форма  $Sq$  систематически меняется в зависимости от сезона. Чтобы представить  $Sq$  плавно меняющейся функцией на протяжении всего периода, среднее  $Sq$  можно представить в виде двойного ряда Фурье с номером месяца  $M$  и гринвичским временем  $T$ :

$$Sq = \sum_{n=1}^6 \sum_{l=1}^6 A_n^l (lT + \alpha_l) \cos(nM + \beta_n),$$

где коэффициенты  $n, l = \overline{1, 6}$  определены в работе [9].

Предполагается, что полученное среднее  $Sq$  представляет  $\overline{Sq(t)}$  в (6), оно удаляется из  $\overline{\Delta H(t)}$ :

$$\overline{\Delta H(t)} - \overline{Sq(t)} = \overline{\Delta H_0(t)} + \overline{D(t)}.$$

Оставшаяся величина  $\overline{\Delta H_0(t)} + \overline{D(t)}$  в спокойные периоды не имеет какого-либо систематического дрейфа. Это означает, что вековые вариации почти усреднены. Следовательно,  $\overline{\Delta H_0(t)}$  можно принять за нулевой уровень для *Dst*. Величина  $\overline{\Delta H(t)} - \overline{Sq(t)} = \overline{\Delta H_0(t)} + \overline{D(t)}$  усредняется по всем выбранным спокойным дням. Для представления  $Dst(t)$  получаем [9]:

$$Dst(t) = \overline{H(t)} - \overline{H_{00}(t)} - \overline{Sq(t)} - \overline{\Delta H_0(t)}. \quad (7)$$

### 3. Алгоритм расчета *Dst*-индекса, используемый в Мировом центре данных в Киото [2]

*Шаг 1.* Для каждой станции  $m$  выполняется определение и устранение базовой линии  $H_{00}^{(m)}$ .

На основе пяти «самых спокойных дней» каждого месяца вычисляются средние значения  $H_{cp}^{(m)}(t)$ . Используются пять международных «самых спокойных дней» [2].

Базовая линия выражается степенным рядом

$$H_{base_m}(T) = a + b \cdot T + c \cdot T^2, \quad (8)$$

коэффициенты которого определяются методом наименьших квадратов с использованием полученных средних  $H_{cp}^{(m)}(t)$  за текущий год и четыре предшествующих года. С целью устранения искусственных разрывов на концах периода (года) в расчете учитываются базовые значения последнего часа текущего года и первого часа последующего года, и фактически определение полинома выполняется в два этапа. Из полиномиального разложения, определенного на первом этапе, рассчитывается базовое значение на конец текущего года. На втором этапе это значение включается в качестве дополнительной точки данных в полиномиальную подгонку.

Из наблюдаемого значения  $H_{обс}(T)$  вычитается базовое значение  $H_{баз}(T)$ :

$$\Delta H(T) = H_{стан}(T) - H_{баз}(T).$$

*Шаг 2.* Для каждой станции  $m$  выполняется определение и устранение  $Sq$ .

Для определения  $Sq$  используются средние значения  $H_{cp}^{(m)}(t)$ , полученные на основе пяти международных «самых спокойных дней». Международные «самые спокойные дни» определены в УТ. Чтобы определить  $Sq$  для локального времени LT каждой обсерватории, формируются средние значения для локального времени с использованием пяти локальных дней, имеющих максимальное перекрытие с пятью международными «самыми спокойными днями». Кроме того, используя почасовые значения непосредственно до и после выбранных локальных дней, оценивается линейное изменение, и оно вычитается из полученной  $Sq$ . Таким образом удаляется нециклическое изменение.

Определяется возмущение  $D^{(m)}(T)$  как

$$D(T) = \Delta H(T) - Sq(T).$$

*Шаг 3.* Выполняется определение *Dst*-индекса на основе усреднения по четырем станциям  $D^{(m)}(T)$  и нормировки к дипольному экватору:

$$Dst(T) = \frac{\sum_{i=1}^4 D^{(m)}(T)}{\sum_{i=1}^4 \cos \varphi}.$$

Наибольшую ценность представляют методы расчета *Dst*-индекса, которые позволяют получить его значения в реальном времени с наименьшим отклонением от эталонных значений (по методике Сугиуры). Поэтому недостатком данного алгоритма является использование международных «самых спокойных дней», информацию о которых можно получить только по прошествии месяца. А поскольку для расчета базовой линии требуется знать «самые спокойные дни» за год, выполнение расчета *Dst*-индекса становится возможным только по прошествии года.

#### 4. Предлагаемый метод

##### 4.1. Модель вариаций геомагнитного поля

В качестве вариаций геомагнитного поля будем рассматривать горизонтальные составляющие магнитного поля Земли (H-компоненты). Вариации геомагнитного поля представим в виде [15, 17]:

$$f(t) = f_{char}(t) + \sum_{I_{pert}} g_{I_{pert}}(t) + e(t), \quad (9)$$

где компонента  $f_{char}$  описывает характерные вариации (изменения поля в спокойное время); компонента

$$G(t) = \sum_{I_{pert}} g_{I_{pert}}(t)$$

описывает аномальные изменения (возмущения поля), возникающие в периоды повышения геомагнитной активности. Следуя результатам работ [15, 17], для идентификации компонент модели (9) будем использовать отображение функции  $f$  в пространство вейвлет-пакетов. Тогда, предполагая, что исходная функция  $f$  принадлежит пространству масштаба  $j=0$ , после отображения в пространство вейвлет-пакетов до масштаба  $j$  будем иметь

$$\begin{aligned} f_0(t) &= f_{char}(t) + \sum_{I_{pert}} g_{I_{pert}}(t) + e(t) = \\ &= \sum_n c_{j,n} \varphi_{j,n}(t) + \sum_{j_i \in I} \sum_n d_{j_i,n} \Psi_{j_i,n}(t) + e(t), \end{aligned} \quad (10)$$

где компонента

$$f_{char}(t) = f_j(t) = \sum_n c_{j,n} \varphi_{j,n}(t), \quad c_{j,n} = \langle f_0, \varphi_{j,n} \rangle, \quad f_j \in V_j, \quad V_j$$

– пространство вейвлет-пакета масштаба  $j$ , порожденное скэйлинг-функцией  $\varphi$ ; компонента

$$G(t) = \sum_{I_{pert}} g_{I_{pert}}(t) = \sum_{j_i \in I} g_{j_i}(t) = \sum_{j_i \in I} \sum_n d_{j_i,n} \Psi_{j_i,n}(t),$$

$d_{j_i,n} = \langle f_0, \Psi_{j_i,n} \rangle$ ,  $g_{j_i} \in W_{j_i}$ ,  $W_{j_i}$  – пространства вейвлет-пакета, порожденные вейвлетом  $\Psi$ ,  $I$  – множество индексов.

##### 4.2. Оценка характерной составляющей модели

Следуя теории Сугиуры [9], характерная компонента  $f_{char}$  для станции  $t$  может быть представлена как (см. представления (1),(2))

$$f_{char,m}(t) = H_{00}^{(m)} + Sq^{(m)}(t) + \nabla L^{(m)}(t),$$

где  $H_{00}^{(m)}$  – приближение нулевого порядка постоянного поля  $H_0^{(m)}(t)$ ;  $Sq^{(m)}$  – солнечная суточная вариация;  $\nabla L^{(m)}(t)$  – среднее значение лунной суточной вариации.

Как отмечено выше, поскольку  $\nabla L^{(m)}$  пренебрежимо мало, им можно пренебречь. Тогда получаем

$$f_{char,m}(t) = H_{00}^{(m)} + Sq^{(m)}(t). \quad (11)$$

Поскольку мы не знаем распределение вероятностей функции  $f_{char}$ , для её оценки будем использовать минимаксный подход. В этом случае задача состоит в минимизации максимального риска на множестве  $\Theta$ , которому принадлежит  $f_{char}$ . Чтобы контролировать риск, оцениваем максимальный риск:

$$r(D, \Theta) = \sup_{f_{char} \in \Theta} r(D, f_{char}), \quad (12)$$

где  $r(D, f_{char}) = E\{f_{char} - Df\}$ ,  $E$  – математическое ожидание;  $\|\cdot\|$  – норма.

Тогда минимальный риск – это нижняя грань, рассчитанная для всех операторов  $D$ :

$$\tilde{r}(\Theta) = \inf_D r(D, \Theta), \quad (13)$$

и задача состоит в том, чтобы найти оператор  $D$ , удовлетворяющий уравнению (13) (см. напр., [32]).

В качестве оператора решения  $D$ , следуя работе [17], рассмотрим отображения вида:

$$D_\varphi f = \hat{f}_{char} = \sum_n c_{j,n} \varphi_{j,n}, \quad (14)$$

где  $\hat{f}_{char} \in V_j$ ,  $V_j$  – пространство вейвлет-пакета масштаба  $j$ , порожденное скэйлинг-функцией  $\varphi$ , вейвлет-коэффициенты  $c_{j,n} = \langle f, \varphi_{j,n} \rangle$  (см. (10)). Для оценки риска  $r$  (см. (12)) необходима некоторая функция-эталон. В ряде случаев, имея ограниченную априорную информацию об оцениваемой функции, достаточно сложно определить функцию-эталон. В данном случае, учитывая представление (11), в качестве функции-эталона логично определить  $f^{refer} = H_{00} + Sq$ . Тогда, принимая во внимание равенство (14), потери  $R$  на масштабе  $j$  могут быть оценены как

$$R(D\varphi, f_{char}) = \frac{1}{T} \sqrt{\sum_{n=1}^T |c_{j,n} - c_{j,n}^{refer}|^2}, \quad (15)$$

где  $\bar{c}_{j,n} = \{c_{j,n}\}_{n=1}^T$  – вектор вейвлет-коэффициентов аппроксимирующей составляющей вариации геомагнитного поля;

$$\bar{c}_{j,n}^{refer} = \{c_{j,n}^{refer}\}_{n=1}^T -$$

вектор вейвлет-коэффициентов аппроксимирующей составляющей функции-эталона;  $j$  – масштаб;  $n$  – отсчеты;  $T$  – число отсчетов.

В соответствии с введенными соотношениями (12–15) получаем следующий алгоритм оценки характерной компоненты модели  $f_{char}$  для станции  $m$  (оцениваемая компонента  $f_{char}$  описывает невозмущенные вариации геомагнитного поля на станции  $m$ ).

**Шаг 1.** Делим набор геомагнитных данных станции  $m$  на сегменты длины  $L$  (учитывая зависимость оцениваемой функции  $f_{char}$  от сезона, логично в качестве сегментов рассматривать сезоны):

$$\{f(t_n)\}_{n=1}^N = \left\{ \{f(t_n)\}_{n=1}^L, \{f(t_n)\}_{n=L+1}^{2L}, \dots, \{f(t_n)\}_{n=N-L+1}^N \right\}$$

и каждый сегмент делим на блоки длины  $T$ , где  $T$  – количество отсчетов в сутки:

$$\left\{ \{f(t_n)\}_{n=1}^T, \{f(t_n)\}_{n=T+1}^{2T}, \dots, \{f(t_n)\}_{n=T-l+1}^L \right\}.$$

**Шаг 2.** Для каждого сегмента выполняем оценку  $f_j^{refer, L_s} = H_{00}^{L_s} + S q^{L_s}$ , где  $L_s$  – номер сегмента, и отображаем данные в пространство вейвлет-пакетов, получаем представления [18]:

$$f_j^{L_s} = D_{\varphi_j} f^{L_s} = \sum_n c_{j,n}^{L_s} \varphi_{j,n},$$

$$f_j^{refer, L_s} = D_{\varphi_j} f^{refer, L_s} = \sum_n c_{j,n}^{refer, L_s} \varphi_{j,n},$$

где  $j = \overline{-1, -J}$  – масштабы,  $J$  – максимальный допустимый масштаб:  $J \leq \log_2 T$ .

**Шаг 3.** Выполняем вейвлет-восстановление функций  $f_j^{L_s}$  и  $f_j^{refer, L_s}$  каждого сегмента до масштаба  $j=0$  (с целью восстановления исходного разрешения функций) и получаем представления [18]:

$$f_0^{L_s, j} = \sum_n c_{0,n}^{L_s, j} \varphi_{0,n}, \quad f_0^{refer, L_s, j} = \sum_n c_{0,n}^{refer, L_s, j} \varphi_{0,n},$$

где верхние индексы « $j$ » указывают масштабы функций до операции восстановления.

**Шаг 4.** Для каждого масштаба  $j$  оцениваем потери (см. соотн. (15)):

$$R(\cdot, f_{char}) = \frac{1}{T} \sqrt{\sum_{n=1}^T |c_{0,n}^{L_s, j} - c_{0,n}^{refer, L_s, j}|^2}.$$

**Шаг 5.** Оцениваем максимальный риск (см. (12)):

$$r(D_{\varphi_j}, \Theta) = \max_{L_s} R(D_{\varphi_0}^{L_s, j}, f_{char}).$$

**Шаг 6.** Определяем масштаб  $j^*$ , обеспечивающий наименьший риск:

$$r^j(\Theta) = \min_j r(D_{\varphi_j}, \Theta).$$

**Шаг 7.** Получаем характерную компоненту  $f_{char}$ , имеющую вид:

$$\hat{f}_{char} = \sum_n c_{j^*, n} \varphi_{j^*, n}. \quad (16)$$

Поскольку оценка (16) сделана по зашумленным данным, оценим получаемый риск: предполагая, что шум белый, в вейвлет-пространстве имеем [18]

$$f_{j^*}(t) = f_{j^*}^{char}(t) + e_{j^*}(t),$$

где

$$f_{j^*} = \langle f, \varphi_{j^*} \rangle, \quad f_{j^*}^{refer} = \langle f^{refer}, \varphi_{j^*} \rangle, \quad e_{j^*} = \langle e, \varphi_{j^*} \rangle e_{j^*}$$

белый шум с дисперсией  $\sigma^2$ . Так как

$$E\{|f_{j^*}|^2\} = |f_{j^*}^{refer}|^2 + \sigma^2,$$

то погрешность оценки равна энергии шума и оценивается величиной  $\sigma^2$ .

Отметим, что полученная оценка  $\hat{f}_{char}$  зависит от выбора базиса  $\varphi$ . Для определения базиса, обеспечивающего наименьшую погрешность в пространстве операторов  $D_{\varphi_j}$ , можно, например, использовать критерии, предложенные в работе [33].

### 4.3. Оценка возмущенной составляющей модели

$$G(t) = \sum_{l_{pert}} g_{l_{pert}}(t).$$

Мерой возмущенности вариации геомагнитного поля является амплитуда отклонения от характерного уровня [31]. Поэтому, следуя работе [15] и принимая во внимание соотношение (10), за меру возмущенности вариации поля в вейвлет-пространстве примем амплитуду вейвлет-преобразования. Тогда мерой возмущенности компоненты вариации поля на масштабе  $j$  будет величина:

$$A_j = \frac{1}{L} \sum_{n=1}^L |d_{j,n}|, \quad (17)$$

где  $L$  – длина компонент.

В этом случае, имея выборочные данные спокойных и возмущенных дней, определение составляющих  $g_{l_{pert}}(t) = g_{j_i}(t)$  модели (10) может быть основано на применении следующего правила 1:

$$j \in I, \text{ если } m(A_j^v) > m(A_j^k) + \varepsilon_j,$$

где  $m$  – выборочное среднее,  $v$  – индекс возмущенного дня,  $k$  – индекс спокойного дня,  $\varepsilon$  – заранее определенное положительное число.

**Правило 1** построено на предположении, что величины  $A_j^v$  и  $A_j^k$  имеют нормальное распределение со средними  $\mu^v$  и  $\mu^k$ , где  $\mu^v > \mu^k$ , и дисперсиями  $\sigma^{2,v}$  и  $\sigma^{2,k}$ . В этом случае  $\varepsilon_j$  можно оценить как

$$\hat{\varepsilon}_j = \chi_{1-a/2} \frac{\sigma_j^k}{\sqrt{M^k}},$$

где  $\sigma_j^k$  – среднее квадратическое отклонение величины  $A_j^k$  (оценивается на основе выборочных данных),  $\chi_{1-\alpha/2}$  – квантиль уровня  $1-\alpha/2$  стандартного нормального распределения (определяется по табл. нормального распределения),  $M^k$  – количество анализируемых спокойных вариаций поля. Например, при  $\alpha=0,1$  доверительная вероятность  $1-\alpha/2=0,95$ , значение квантиля  $\chi_{1-\alpha/2}=1,96$ , и в этом случае величина

$$\varepsilon_j = 1,96 \frac{\sigma_j}{\sqrt{M}}$$

Применение правила 1 позволяет определить масштабы  $j_i, i \in I$ , которые содержат геомагнитные возмущения. Выделенные масштабы  $j_i, i \in I$  определяют набор возмущенных компонент  $g_{1pert}$  модели (10).

#### 4.4. Алгоритм вычисления Sq

В соответствии с методикой Сугиуры [9, 32] для вычисления Sq необходимо за анализируемый период определить самые спокойные суточные вариации поля (обычно рассматриваются пять самых спокойных суточных вариаций поля в течение 1 месяца), а затем рассчитать среднюю сглаженную кривую путем усреднения этих вариаций. Полученная кривая  $\hat{S}q$  определяет суточные колебания геомагнитного поля в спокойный день. Представленный ниже Алгоритм вычисления Sq основан на применении модели (10) и следующего критерия оценки возмущенности вариации поля:

будем считать, что на масштабе  $j_{pert}$  компонента 1:

$$g_{j_{pert}}^{(1)}(t) = \sum_{n=1, \bar{L}} d_{j_{pert}, n}^{(1)} \Psi_{j_{pert}, n}(t)$$

является более возмущенной, чем компонента 2:

$$g_{j_{pert}}^{(2)}(t) = \sum_{n=1, \bar{L}} d_{j_{pert}, n}^{(2)} \Psi_{j_{pert}, n}(t),$$

если

$$A_{j_{pert}}^{(1)} = \frac{1}{L} \sum_{n=1}^L |d_{j_{pert}, n}^{(1)}| > \frac{1}{L} \sum_{n=1}^L |d_{j_{pert}, n}^{(2)}| = A_{j_{pert}}^{(2)}, \quad (18)$$

где  $L$  – длина компонент.

Величина

$$A_{j_{pert}} = \frac{1}{L} \sum_{n=1}^L |d_{j_{pert}, n}|$$

является здесь мерой возмущенности компоненты на масштабе  $j_{pert}$  (см. соотн. (17)).

Алгоритм вычисления Sq:

Шаг 1. За анализируемый период (обычно рассматривается месяц) загружаем суточные вариации поля и получаем для них представление в виде (см. соотн. (10)):

$$f_0(t) = f_{char}(t) + \sum_{i \in I} g_{i, pert}(t) + e(t) = \sum_n c_{j, n} \Phi_{j, n}(t) + \sum_{j_{pert}, n} d_{j_{pert}, n} \Psi_{j_{pert}, n}(t) + \sum_{j \in I} \sum_n d_{j, n} \Psi_{j, n}(t)$$

где

$$f_{char}(t) = \sum_n c_{j, n} \Phi_{j, n}(t),$$

$$G(t) = \sum_{i \in I} g_{i, pert}(t) = \sum_{j_{pert}, n} d_{j_{pert}, n} \Psi_{j_{pert}, n}(t),$$

$$e(t) = \sum_{j \in I} \sum_n d_{j, n} \Psi_{j, n}(t).$$

Шаг 2. Для полученного набора составляющих

$$G^{(s)}(t) = \sum_{j_{pert}, n} d_{j_{pert}, n}^{(s)} \Psi_{j_{pert}, n}(t), s = \bar{1}, \bar{S},$$

где  $s$  – номер составляющей,  $S$  – количество составляющих за анализируемый период, используем критерий (18) и определяем «самые спокойные» вариации поля.

Шаг 3. По полученным «самым спокойным» вариациям строим среднюю сглаженную кривую – Sq-кривую.

### 5. Общая схема решения задачи

Общая схема вычисления Dst-индекса представлена на рис. 2.

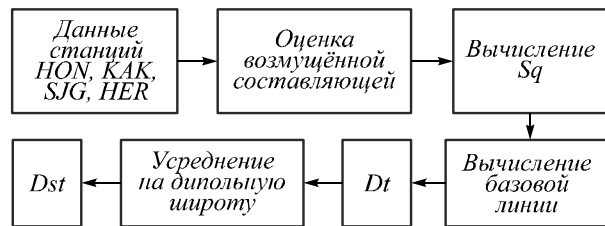


Рис. 2. Схема вычисления Dst-индекса

В разложениях использовались ортонормированные вейвлеты Добеши порядка 3. Вейвлеты Добеши порядка 3 имеют компактный носитель (размеры носителей вейвлета и скэйлинг-функции равны 6 отсчетам), порядок гладкости вейвлета равен 3, что позволяет детектировать особенности 3-го порядка.

Базовая линия определялась по методике, используемой в Мировом центре данных Киото [2], в соответствии с которой она выражается степенным рядом (см. соотн. (8)). Коэффициенты ряда определялись методом наименьших квадратов с использованием оцененных  $\hat{S}q$  за предшествующий год. Оценка Sq для каждого месяца выполнялась по предложенному в работе алгоритму (см. Алгоритм вычисления Sq). С целью устранения искусственных разрывов на концах периода (года) в расчете учитывались базовые значения последнего часа предшествующего года и первого часа текущего года. Данный способ определения базовой линии и Sq, в отличие от используемых, обеспечивает возможность вычисления Dst-индекса в оперативном режиме.

В табл. 2 показано среднее время выполнения операций по расчету Dst-индекса. Оценки временных затрат выполнялись в среде Matlab с использованием

ЭВМ с процессором Intel Core i7-4700 2,4 ГГц. В качестве исходных данных использовались 1-минутные временные ряды измерений магнитометров (Н-компоненты). При выполнении оценок было проведено 100 замеров, далее результат усреднялся. Отметим, что в соответствии с предлагаемой методикой вычисления *Dst*-индекса операции определения «самых спокойных дней» и вычисления базовой линии выполняются однократно, по истечении года. Операции определения *Sq* и вычисления *Dst*-индекса выполняются в реальном времени, по мере поступления данных в систему обработки. Результаты в табл. 2 подтверждают возможность реализации алгоритма вычисления *Dst*-индекса в режиме, близком к реальному времени.

Табл. 2. Результаты оценки времени выполнения операций по расчету *Dst*-индекса

Операции	Среднее время (мс)
Определение «самых спокойных дней» за прошедший год	11124
Вычисление базовой линии	797
Определение <i>Sq</i>	868
Вычисление <i>Dst</i> -индекса	639

На рис. 3 в качестве примера показаны вычисленные базовая линия и «самые спокойные дни» за 2002 г., которые определены для станции *Hermanus*.

На рис. 4 представлены результаты расчета *Sq* для разных станций за октябрь 2002 г. Для сравнения на

рис. 4 представлены результаты расчета *Sq* по «самым спокойным» международным дням (отмечены на рис. 4 подписью «Expert») и «самым спокойным» дням, полученным на основе предложенного алгоритма вычисления *Sq* (отмечены на рис. 4 подписью «Wavelet»). Пример несоответствия «самых спокойных» международных дней (определены экспертами [1]) и «самых спокойных» дней, полученных на основе предложенного критерия оценки возмущенности вариации поля (см. соотн. (17)), показан на рис. 5. На рис. 6 представлены результаты применения алгоритма вычисления *Sq*, включающего операцию определения «самых спокойных дней».

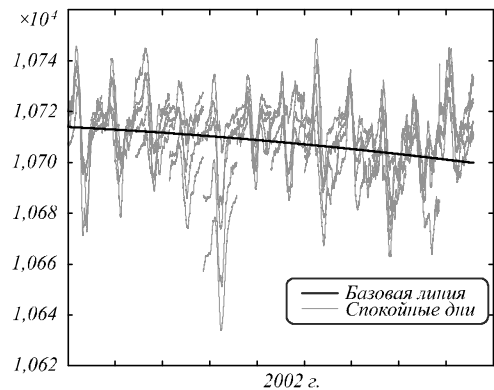


Рис. 3. Базовая линия и «самые спокойные дни» за 2002 г., определённые для станции *Hermanus*

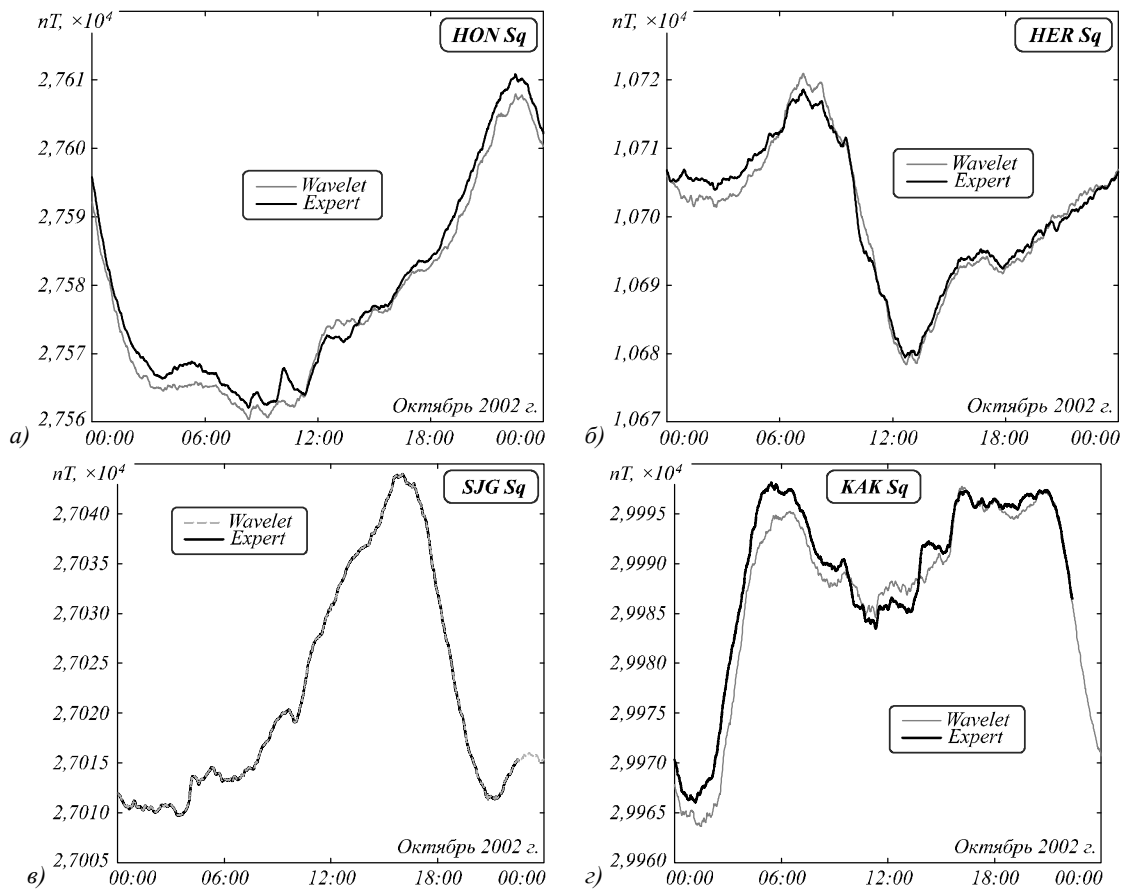


Рис. 4. Сравнение *Sq* за октябрь 2002 г.

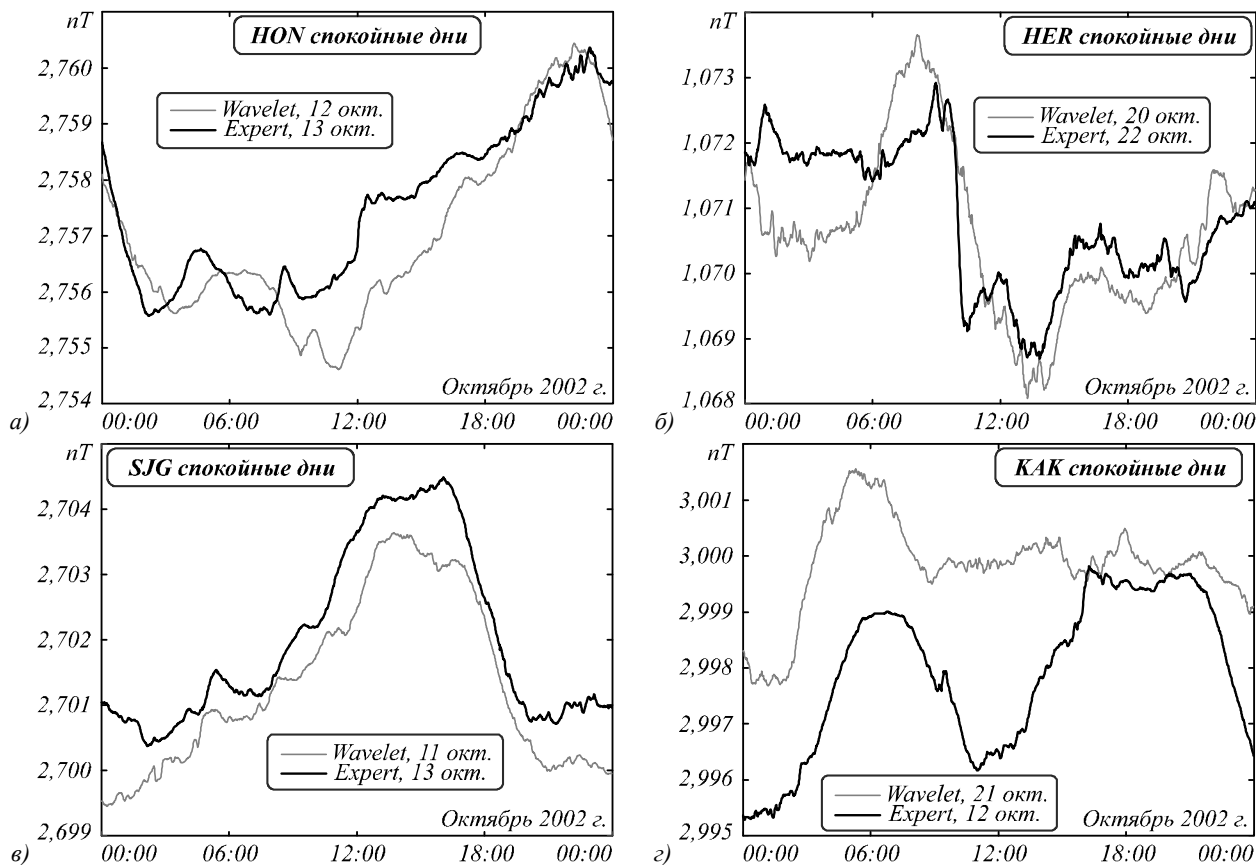


Рис. 5. Пример несоответствия выбранных «самых спокойных дней» для октября 2002 г.

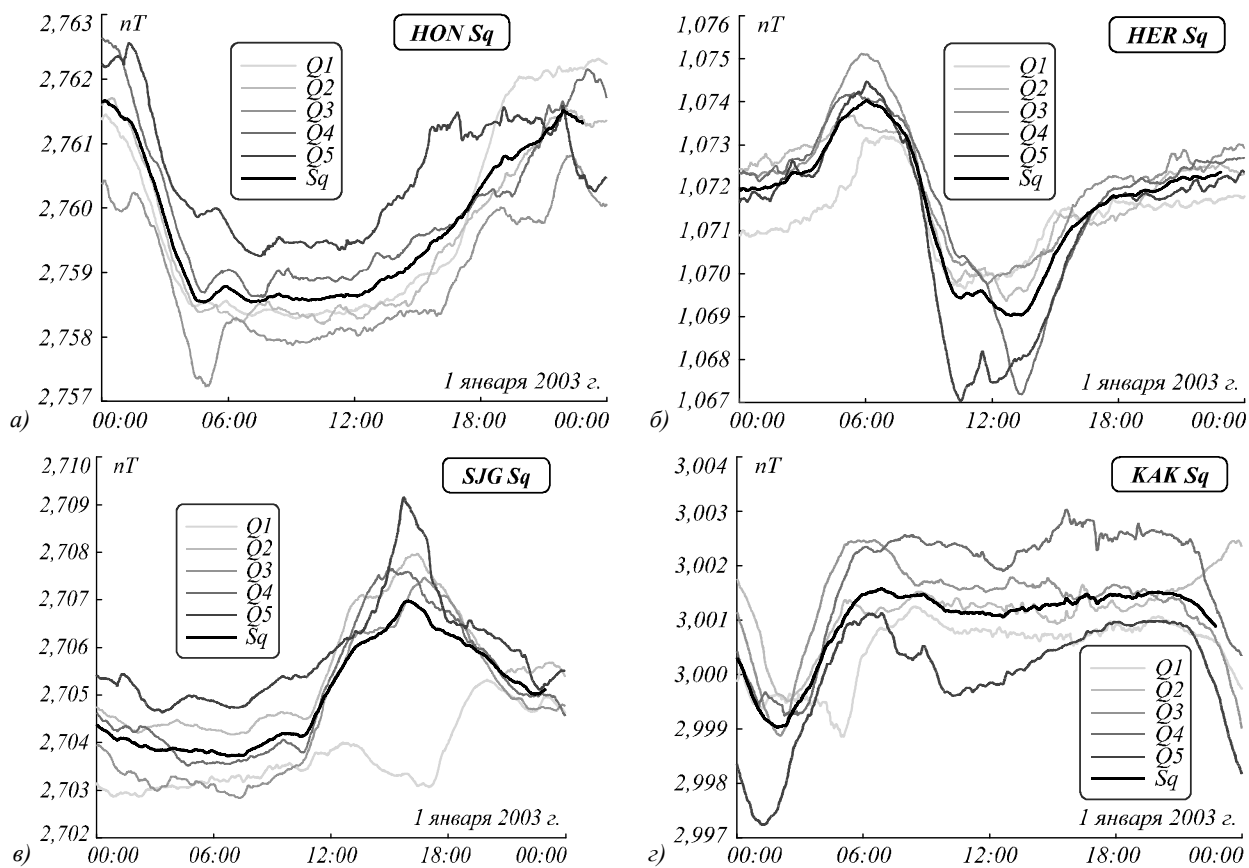


Рис. 6. Получение Sq для января 2003 г.



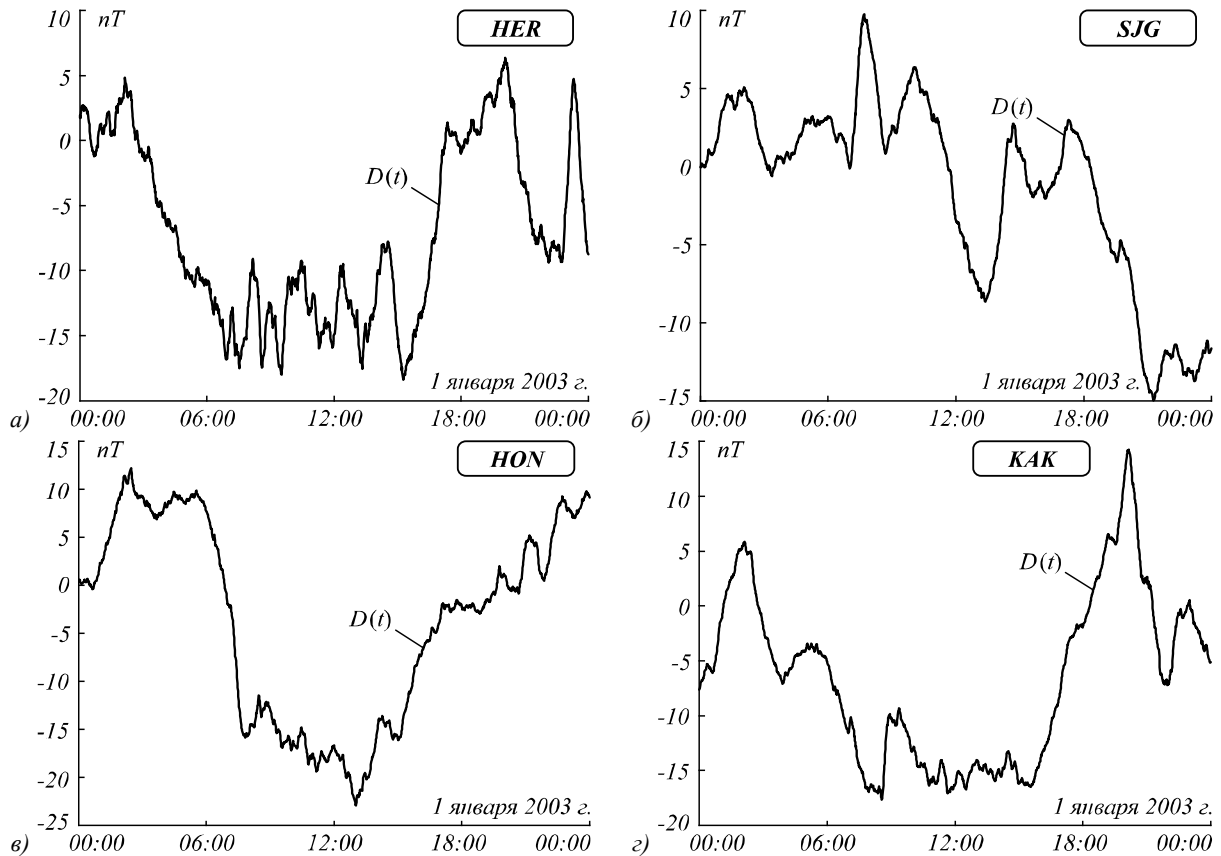


Рис. 7. Оценка возмущений *D(t)* за 01.01.2003 г. (станции *Hermanus*, *San-Juan*, *Honolulu*, *Kakioka*)

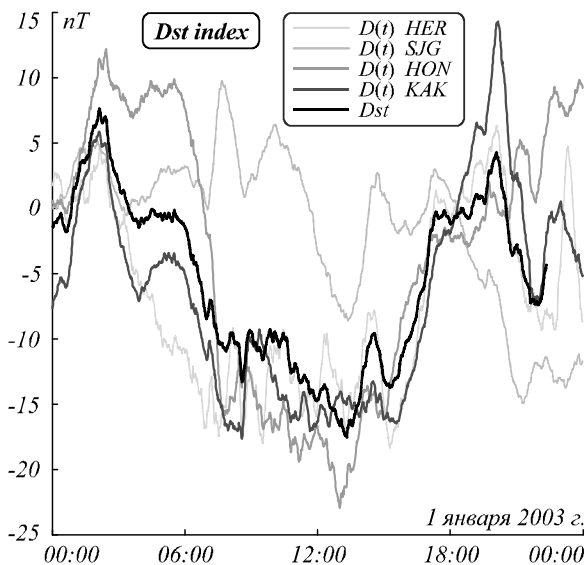


Рис. 8. Результаты расчёта *Dst*-индекса с минутным разрешением: пунктиром обозначены *D(t)* станций, чёрной линией – полученные значения *Dst*-индекса (01.01.2003 г.)

Далее, в соответствии с методикой расчета *Dst*-индекса, из *H*-компоненты вычиталась соответствующая *Sq* вариация:  $D(T) = \Delta H(T) - Sq(T)$ , результат расчета представлен на рис.7. На последнем шаге алгоритма полученные для разных станций значения *D(t)* суммировались и делились на сумму косинусов от магнитной широты (см. рис.8):

$$Dst(T) = \frac{\sum_{i=1}^4 D_i(T)}{\sum_{i=1}^4 \cos \varphi_i}$$

### 6. Результаты экспериментов и обсуждение

Для оценки предлагаемого метода выполнялось сравнение полученных результатов расчета *Dst*-индекса с результатами Мирового центра данных Киото [2] и с результатами расчета *Dst*-индекса классическим способом (использовалась методика Сугиуры, способ описан в п.3). Для возможности сопоставления результатов разных методов выполнялся расчет часовых значений *Dst*-индекса. Полученные за период 01.01.2003 г. – 01.08.2003 г. результаты расчета представлены на рис. 9. Анализ рис. 9 показывает близость значений *Dst*-индекса, полученных разными способами, и подтверждает эффективность предлагаемого метода.

Результаты расчета *Dst*-индекса, полученные разными способами в период экстремальной магнитной бури 29 октября 2003 г. (см. рис. 10 б–з), подтверждают их идентичность. Сопоставление часовых значений *Dst*-индекса (рис. 10 б–з) с его минутными значениями (см. рис. 10 а), которые рассчитаны предлагаемым методом, показывает возможность 1-минутного разрешения для получения более точной и детальной информации о развитии геомагнитных возмущений в периоды геомагнитных бурь.

Экстремальные 1-минутные значения *Dst*-индекса (см. рис. 10а) в периоды начальной и основной фаз магнитной бури существенно превышают соответствующие им часовые значения. Также можно отметить наличие короткопериодных флуктуаций малой амплитуды, отсутствующих в часовых данных *Dst*-индекса.

Представленные на рис. 11 диаграммы рассеивания, полученные для разных способов расчета *Dst*-индекса, показывают эффективность используемых методик и подтверждают возможность получения значений *Dst*-индекса предлагаемым методом с допустимой погрешностью. Высокая эффективность метода также подтверждается обеспечением оперативного режима и 1-минутным разрешением данных.

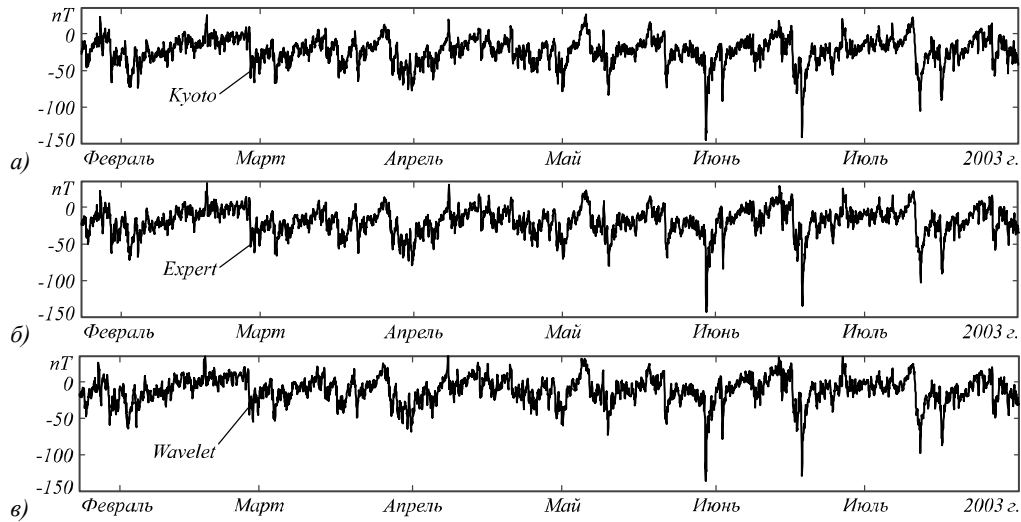


Рис. 9. Сопоставление значений *Dst*-индекса: *Dst*-индекс, рассчитанный Мировым центром Киото (а); *Dst*-индекс, рассчитанный по международным «самым спокойным дням» (б); *Dst*-индекс, рассчитанный предлагаемым методом (в)

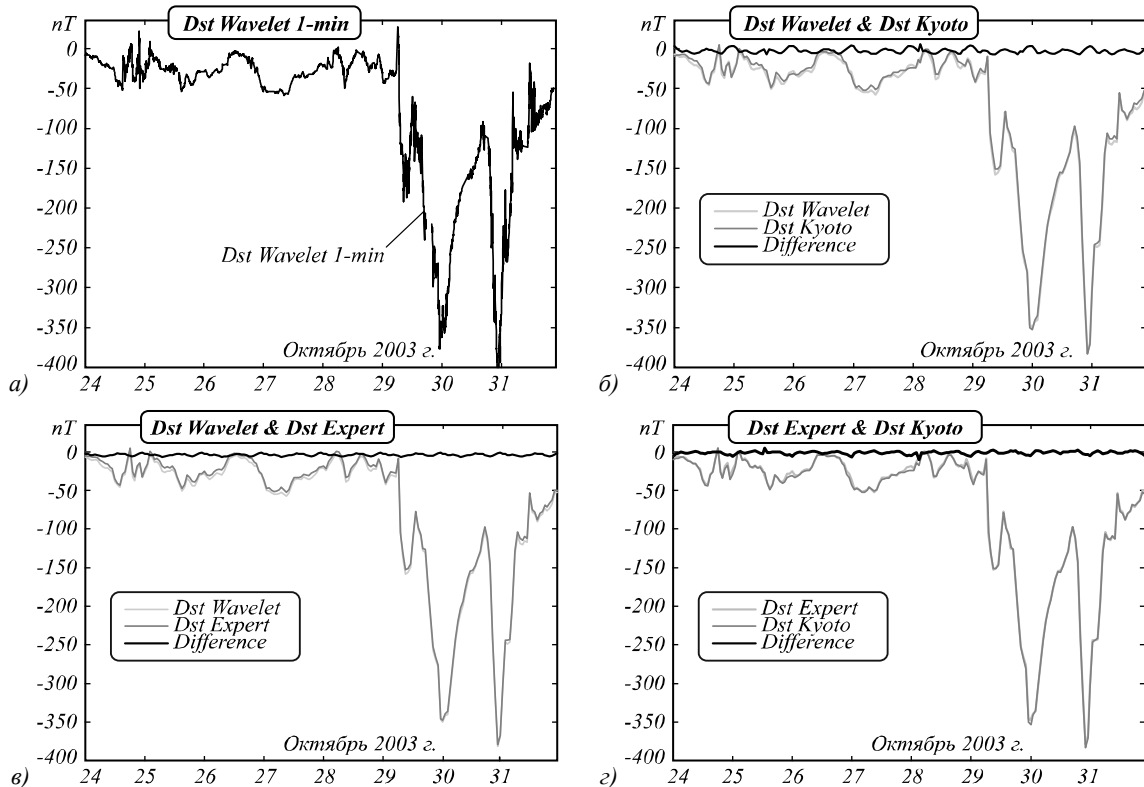


Рис. 10. *Dst*-индекс, рассчитанный предлагаемым методом с одноминутным разрешением (а); сравнение *Dst*-индекса, рассчитанного предлагаемым методом, с *Dst*-индексом, рассчитанным Мировым центром Киото (б); сравнение *Dst*-индекса, рассчитанного предлагаемым методом, с *Dst*-индексом, рассчитанным по международным «самым спокойным дням» (в); сравнение *Dst*-индекса, рассчитанного Мировым центром Киото, с *Dst*-индексом, рассчитанным по международным «самым спокойным дням» (г)

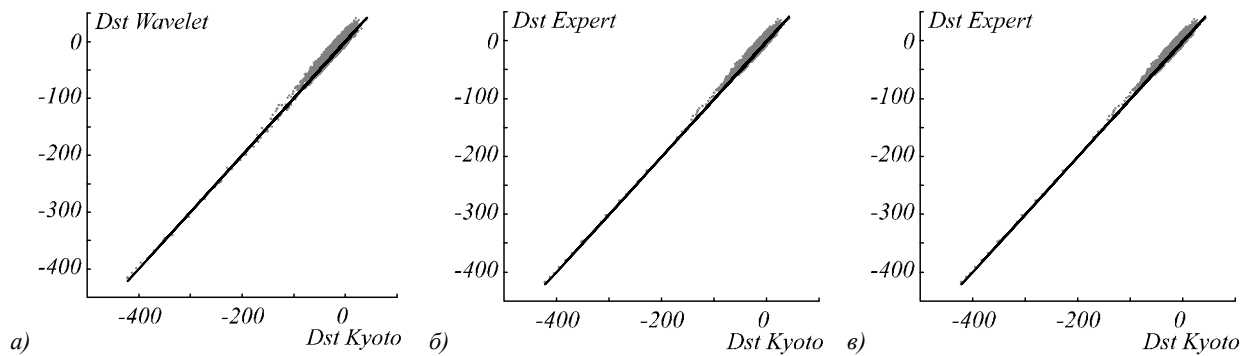


Рис. 11. Диаграммы рассеивания для разных способов за 2003 год

### Выводы

Разработанный метод основан на вейвлет-модели вариаций геомагнитного поля, включающей регулярную и возмущенную составляющие. Наши результаты подтвердили, что модель позволяет адекватно описать вариации поля в спокойные и возмущенные периоды. В работе мы предложили и реализовали способ идентификации модели, основанный на минимаксном подходе, который позволяет по данным магнитных станций определить компоненты модели для её дальнейшего использования.

Результаты исследования показали, что предлагаемый метод расчета *Dst*-индекса позволяет в автоматическом режиме получать его значения с допустимой погрешностью. Экспериментально подтверждена эффективность метода и возможность его применения для получения данных с 1-минутным разрешением. Сравнение результатов предлагаемого метода с классическим подходом и с методом, используемым в Мировом центре данных в Киото [2], показало их идентичность. Описанный алгоритм выполнения расчетов обеспечивает оперативный режим получения значений *Dst*-индекса, что является наиболее важным результатом исследования.

Полученные результаты имеют научно-прикладную значимость в области задач космической погоды. Авторы планируют продолжить исследование в данном направлении с привлечением новых станций, в том числе с включением российских станций средних широт.

### Благодарности

Работа выполнена в рамках ГЗ по теме «Динамика физических процессов ближнего космоса и геосфер» (2018-2020) № гос. регистрации АААА-А17-117080110043-4. Авторы благодарят институты, поддерживающие станции регистрации данных, которые были использованы в исследовании.

### Литература

1. International real-time magnetic observatory network intermagnet [Электронный ресурс]. – URL: <http://intermagnet.org/> (дата обращения 12.10.2019).

2. World data center for geomagnetism, Kyoto [Электронный ресурс]. – URL: <http://wdc.kugi.kyoto-u.ac.jp/> (дата обращения 11.10.2019).
3. Zaitsev, A.N. Sudden variations in the solar wind ion flux and their signature in the geomagnetic field disturbances / A.N. Zaitsev, P.A. Dalin // *Geomagnetism and Aeronomy*. – 2002. – Vol. 42, Issue 6. – P. 717-724.
4. Russel, C.T. Cusp observations of high- and low-latitude reconnection for northward IMF: An alternate view / C.T. Russel, G. Le, S.M. Petrinec // *Journal of Geophysical Research: Space Physics*. – 2000. – Vol. 105. – P. 5489-5495.
5. McPherron, R. Magnetospheric dynamics / R. McPherron, M.G. Kivelson, C.T. Russell. – Cambridge: Cambridge University Press, 1995. – 400 p.
6. Mandrikova, O.V. Method for determining the geomagnetic activity index based on wavelet packets / O.V. Mandrikova, S.E. Smirnov, I.S. Solovjev // *Geomagnetism and Aeronomy*. – 2012. – Vol. 52. – P. 111-120. – DOI: 10.1134/S0016793211060107.
7. Mandrikova, O.V. New wavelet-based approach intended for the analysis of subtle features of complex natural signals / O.V. Mandrikova, I.S. Solovjev, V.V. Geppener, D.M. Klionskiy // *Pattern Recognition and Image Analysis*. – 2011. – Vol. 21. – P. 300-303. – DOI: 10.1134/S1054661811020726.
8. Мандрикова, О.В. Автоматический способ оценки состояния геомагнитного поля / О.В. Мандрикова, Е.А. Жижкина // *Компьютерная оптика*. – 2015. – Т. 39, № 3. – С. 420-428. – DOI: 10.18287/0134-2452-2015-39-3-420-428.
9. Sugiura, M. Hourly values of equatorial Dst for the IGY / M. Sugiura // *Annals of the International Geophysical Year*. – 1964. – Vol. 35. – P. 9-45.
10. Вариации магнитного поля Земли. База цифровых данных магнитных обсерваторий России за период 1984-2000 гг. на CD-ROM [Электронный ресурс] / А.С. Амиантов, А.Н. Зайцев, В.И. Одинцов, В.Г. Петров – 2001. – 44 с. – URL: [http://wdbc.ru/stp/data/geo\\_min.val/Variational\\_Measurements/Database\\_Earth\\_Magnetic\\_Field\\_Variations/Variations\\_of\\_the%20Earth\\_Magnetic\\_Field\\_Database.pdf](http://wdbc.ru/stp/data/geo_min.val/Variational_Measurements/Database_Earth_Magnetic_Field_Variations/Variations_of_the%20Earth_Magnetic_Field_Database.pdf) (дата обращения 29.04.2020).
11. Reeves, G.D. Acceleration and loss of relativistic electrons during geomagnetic storms / G.D. Reeves, K.L. McAdams, R.H.W. Friedel, T.P. O'Brien // *Geophysical Research Letters*. – 2003. – Vol. 30, Issue 10. – 1529. – DOI: 10.1029/2002GL016513.
12. Sugiura, M. Equatorial Dst index: 1957-1986 / M. Sugiura, T. Kamei, A. Berthelier, M. Menvielle // *IAGA Bulletin*. – 1991. – Vol. 40. – P. 6-14.
13. Sugiura, M. Provisional hourly values of equatorial Dst for 1961, 1962, and 1963. NASA Technical Note D-4047 /

- M. Sugiura, S. Hendricks. – Washington: National Aeronautics and Space Administration, 1967. – 45 p.
14. **Karinen, A.** New reconstruction of the Dst index for 1932-2002 / A. Karinen, K. Mursula // *Annales Geophysicae*. – 2005. – Vol. 23. – P. 475-485. – DOI: 10.5194/angeo-23-475-2005.
15. **Mandrikova, O.V.** Analysis of the Earth's magnetic field variations on the basis of a wavelet-based approach / O.V. Mandrikova, I.S. Solovjev, V. Geppener, R. Taha Al-Kasasbeh, D. Klionskiy // *Digital Signal Processing*. – 2013. – Vol. 23. – P. 329-339. – DOI: 10.1016/j.dsp.2012.08.007.
16. **Мандрикова, О.В.** Вейвлет-анализ данных магнитного поля земли / О.В. Мандрикова, В.В. Богданов, И.С. Соловьев // *Геомагнетизм и Аэрономия*. – 2013. – Т. 53, № 2. – С. 282-288. – DOI: 10.7868/S0016794013020107.
17. **Mandrikova, O.V.** Multiscale variation model and activity level estimation algorithm of the Earth's magnetic field based on wavelet packets / O.V. Mandrikova, I.S. Solovjev, S.Y. Khomutov, V.V. Geppener, D.M. Klionskiy, M.I. Bogachev // *Annales Geophysicae*. – 2018. – Vol. 36. – P. 1207-1225. – DOI: 10.5194/angeo-36-1207-2018.
18. **Mallat, S.G.** A wavelet tour of signal processing / S.G. Mallat. – Burlington: Academic Press, 2009. – 805 p.
19. **Holschneider, M.** Wavelets: An analysis tool / M. Holschneider. – Oxford: Oxford University Press, 1995. – 440 p.
20. **Спицын, В.Г.** Распознавание символов на основе вейвлет-преобразования, метода главных компонент и нейронных сетей / В.Г. Спицын, Ю.А. Болотова, Н.Х. Фан, Т.Ч. Буй // *Компьютерная оптика*. – 2016. – Т. 40, № 2. – С. 249-257. – DOI: 10.18287/2412-6179-2016-40-2-249-257.
21. **Фегисова, Н.В.** Алгоритм выделения интенсивных аномальных изменений во временном ходе параметров ионосферы / Н.В. Фегисова // *Компьютерная оптика*. – 2019. – Т. 43, № 6. – С. 1064-1071. – DOI: 10.18287/2412-6179-2019-43-6-1064-1071.
22. **Kunagu, P.** Wavelet characterization of external magnetic sources as observed by CHAMP satellite: evidence for unmodeled signals in geomagnetic field models / P. Kunagu, G. Balasis, V. Lesur, E. Chandrasekhar, C. Papadimitriou // *Geophysical Journal International*. – 2013. – Vol. 192. – P. 946-950. – DOI: 10.1093/gji/ggs093.
23. **Hafez, A.G.** Clear P-wave arrival of weak events and automatic onset determination using wavelet filter banks / A.G. Hafez, T.A. Khan, T. Kohda // *Digital Signal Processing*. – 2010. – Vol. 20. – P. 715-723.
24. **Jach, A.** Wavelet-based index of magnetic storm activity / A. Jach, P. Kokoszka, J. Sojka, L.J. Zhu // *Journal of Geophysical Research: Space Physics*. – 2006. – Vol. 111, Issue A9. – P. 1-11. – DOI: 10.1029/2006ja.011635.
25. **Balasis, G.** Magnetospheric ULF wave studies in the frame of Swarm mission: a time-frequency analysis tool for automated detection of pulsations in magnetic and electric field observations / G. Balasis, I.A. Daglis, C. Papadimitriou, M. Georgiou, R. Haagmans // *Earth, Planets and Space*. – 2013. – Vol. 65. – P. 1385-1798.
26. **Balasis, G.** Magnetospheric ULF wave power features in the topside ionosphere revealed observations by Swarm observations / G. Balasis, I.A. Daglis, C. Papadimitriou, V. Pilipenko // *Geophysical Research Letters*. – 2015. – Vol. 42. – P. 6922-6930.
27. **Zaourar, N.** Wavelet-based multiscale analysis of geomagnetic disturbance / N. Zaourar, M. Hamoudi, M. Manda, G. Balasis, M. Holschneider // *Earth, Planets and Space*. – 2013. – Vol. 65. – P. 1525-1540. – DOI: 10.5047/eps.2013.05.001.
28. **Xu, Z.** An assessment study of the wavelet-based index of magnetic storm activity (WISA) and its comparison to the Dst index / Z. Xu, L. Zhu, J. Sojka, P. Kokoszka, A. Jach // *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*. – 2008. – Vol. 70. – P. 1579-1588.
29. **Chui, C.K.** An introduction to wavelets / C.K. Chui. – San Diego: Academic Press, 1992. – 366 p.
30. **Mandrikova, O.V.** Methods of analysis of geomagnetic field variations and cosmic ray data / O.V. Mandrikova, I.S. Solovjev, T.L. Zalyaev // *Earth, Planet and Space*. – 2014. – Vol. 66. – P. 1-17. – DOI: 10.1186/s40623-014-0148-0.
31. **Bartels, J.** The three-hour-range index measuring geomagnetic activity / J. Bartels, N.H. Heck, H.F. Johnson // *Terrestrial Magnetism and Atmospheric Electricity*. – 1939. – Vol. 44. – P. 411-454. – DOI: 10.1029/TE044i004p00411.
32. *Теоретические основы статистической радиотехники / Б.П. Левин. – Изд. 3-е, перераб. и доп. – М.: Радио и связь, 1989. – 653 с.*
33. **Mandrikova, O.V.** Method of analysis of cosmic ray data based on neural networks of LVQ / O.V. Mandrikova, V.V. Geppener, B.S. Mandrikova // *Journal of Physics: Conference Series*. – 2019. – Vol. 23. – P. 329-339. – DOI: 10.1088/1742-6596/1368/5/0520.

#### Сведения об авторах

**Мандрикова Оксана Викторовна**, 1972 года рождения, в 1995 г. окончила Киевский национальный университет, механико-математический факультет. Доктор технических наук, доцент, в настоящее время работает заведующей лабораторией системного анализа Института космических исследований и распространения радиоволн ДВО РАН и профессором кафедры систем управления Камчатского государственного технического университета (г. Петропавловск-Камчатский). Область научных интересов: методы распознавания образов, методы интеллектуального анализа данных, моделирование и анализ геофизических данных E-mail: [oksanam1@mail.ru](mailto:oksanam1@mail.ru).

**Степаненко Александр Александрович**, 1994 года рождения, в 2015 г. окончил Камчатский государственный технический университет, факультет информационных технологий. Аспирант по направлению «Информатика и вычислительная техника». В настоящее время работает инженером-электроником в ФГУП Госкорпорация по ОрВД, филиал «Камчатэронавигация» (г. Елизово). Область научных интересов: программирование, цифровая обработка сигналов, обработка информации в технических системах, моделирование и анализ геофизических данных E-mail: [alalstepan@gmail.com](mailto:alalstepan@gmail.com).

ГРНТИ: 37.15.33

Поступила в редакцию 29 февраля 2020 г. Окончательный вариант – 5 мая 2020 г.

---

# Automated method for calculating the Dst-index based on the wavelet model of geomagnetic field variations

O.V. Mandrikova<sup>1</sup>, A.A. Stepanenko<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Institute of Cosmophysical Research and Radio-Wave Propagation of the Far Eastern Branch of the Russian Academy of Sciences (IKIR FEB RAS),

<sup>2</sup> Kamchatka State Technical University,

## Abstract

A method for calculating the geomagnetic activity index *Dst* (*Dst*-index) based on a wavelet model of geomagnetic field variations is proposed. The method allows values of the *Dst*-index to be automatically obtained with a 1-minute resolution. The method is tested using data from equatorial stations [1]. The paper describes a calculation algorithm and presents estimation results. The calculation results are compared with the classical approach and the Kyoto method [2]. It is shown that the proposed method allows values of the *Dst* index to be obtained in the on-line mode with an admissible error.

**Keywords:** data analysis, wavelet transform, *Dst*-index, geomagnetic activity.

**Citation:** Mandrikova OV, Stepanenko AA. Automated method for calculating the *Dst*-index based on the wavelet model of geomagnetic field variations [In Russian]. *Computer Optics* 2020; 44(5): 797-808. DOI: 10.18287/2412-6179-CO-709.

## References

- [1] International real-time magnetic observatory network intermagnet. Source: <http://intermagnet.org/>.
  - [2] World data center for geomagnetism, Kyoto. Source: <http://wdc.kugi.kyoto-u.ac.jp>.
  - [3] Zaitsev AN, Dalin PA. Sudden variations in the solar wind ion flux and their signature in the geomagnetic field disturbances. *Geomagn Aeron* 2002; 42(6): 717-724.
  - [4] Russel CT, Le G, Petrinec SM. Cusp observations of high- and low-latitude reconnection for northward IMF: An alternate view. *J Geophys Res Space Phys* 2000; 105: 5489-5495.
  - [5] McPherron R, Kivelson MG, Russell CT. *Magnetospheric dynamics*. Cambridge: Cambridge University Press; 1995.
  - [6] Mandrikova OV, Smirnov SE, Solov'ev IS. Method for determining the geomagnetic activity index based on wavelet packets. *Geomagn Aeron* 2012; 52: 111-120. DOI: 10.1134/S0016793211060107.
  - [7] Mandrikova OV, Solovjev IS, Geppener VV, Klienskiy DM. New wavelet-based approach intended for the analysis of subtle features of complex natural signals. *Pattern Recognit Image Anal* 2013; 21: 300-303. DOI: 10.1134/S1054661811020726.
  - [8] Mandrikova OV, Zhizhikina EA. An automatic method for estimating the geomagnetic field [In Russian]. *Computer Optics* 2015; 39(3): 420-428. DOI: 10.18287/0134-2452-2015-39-3-420-428.
  - [9] Sugiura, M. Hourly values of equatorial *Dst* for the IGY. *Annals of the International Geophysical Year* 1964; 35: 9-45.
  - [10] Amiantov AS, Zaytsev AN, Odintsov VI, Petrov VG. Earth's magnetic field variations. Moscow: Database of digital data of magnetic observatories in Russia for the period 1984-2000 on a CD-ROM [In Russian]. 2001. Source: [http://wdeb.ru/stp/data/geo\\_min.val/Variational\\_Measurements/Database\\_Earth\\_Magnetic\\_Field\\_Variations/Variations\\_of\\_the%20Earth\\_Magnetic\\_Field\\_Database.pdf](http://wdeb.ru/stp/data/geo_min.val/Variational_Measurements/Database_Earth_Magnetic_Field_Variations/Variations_of_the%20Earth_Magnetic_Field_Database.pdf).
  - [11] Reeves GD, McAdams K, Friedel R, O'Brien T. Acceleration and loss of relativistic electrons during geomagnetic storms. *Geophys Res Lett* 2003; 30(10): 1529. DOI: 10.1029/2002GL016513.
  - [12] Sugiura M, Kamei T, Berthelier A, Menvielle M. Equatorial *Dst* index: 1957-1986. *IAGA Bull* 1991; 40: 6-14.
  - [13] Sugiura M, Hendricks S. Provisional hourly values of equatorial *Dst* for 1961, 1962, and 1963. NASA Technical Note D-4047. Washington: National Aeronautics and Space Administration; 1967.
  - [14] Karinen A, Mursula K. A new reconstruction of the *Dst* index for 1932-2002. *Ann Geophys* 2005; 23: 475-485. DOI: 10.5194/angeo-23-475-2005.
  - [15] Mandrikova OV, Solovjev IS, Geppener V, Taha Al-Kasabehd R, Klienskiy D. Analysis of the Earth's magnetic field variations on the basis of a wavelet-based approach. *Digit Signal Process* 2013; 23: 329-339. DOI: 10.1016/j.dsp.2012.08.007.
  - [16] Mandrikova OV, Bogdanov VV, Soloviev IS. Wavelet analysis of earth's magnetic field data. *Geomagn Aeron* 2013; 53(2): 282-288. DOI: 10.7868/S0016794013020107.
  - [17] Mandrikova OV, Solovyev IS, Khomutov SY, Geppener VV, Klienskiy DM, Bogachev MI. Multiscale variation model and activity level estimation algorithm of the Earth's magnetic field based on wavelet packets. *Ann Geophys* 2018; 36: 1207-1225. DOI: 10.5194/angeo-36-1207-2018.
  - [18] Mallat SG. *A wavelet tour of signal processing*. Burlington: Academic Press; 2009.
  - [19] Holschneider M. *Wavelets: An analysis tool*. Oxford: Oxford University Press; 1995.
  - [20] Spitsyn VG, Bolotova YuA, Phan NH, Bui TT. Using a Haar wavelet transform, principal component analysis and neural networks for OCR in the presence of impulse noise. *Computer Optics* 2016; 40(2): 249-257. DOI: 10.18287/2412-6179-2016-40-2-249-257.
  - [21] Fetisova NV. An algorithm for detecting intense anomalous changes in the time dependence of ionospheric parameters. *Computer Optics* 2019; 43(6): 1064-1071. DOI: 10.18287/2412-6179-2019-43-6-1064-1071.
  - [22] Kunagu P, Balasis G, Lesur V, Chandrasekhar E, Papadimitriou C. Wavelet characterization of external magnetic sources as observed by CHAMP satellite: evidence for unmodeled signals in geomagnetic field models. *Geophys J Int* 2013; 192: 946-950. DOI: 10.1093/gji/ggs093.
  - [23] Hafez AG, Khan TA, Kohda T. Clear P-wave arrival of weak events and automatic onset determination using wavelet filter banks. *Digit Signal Process* 2010; 20: 715-723.
-

- [24] Jach A, Kokoszka P, Sojka J, Zhu LJ. Wavelet-based index of magnetic storm activity. *J Geophys Res Space Phys* 2006; 111(A9): 1-11. DOI: 10.1029/2006JA011635.
- [25] Balasis G, Daglis IA, Papadimitriou M, Georgiou M, Haagmans R. Magnetospheric ULF wave studies in the frame of Swarm mission: a time-frequency analysis tool for automated detection of pulsations in magnetic and electric field observations. *Earth Planets Space* 2013; 65: 1385-1798.
- [26] Balasis G, Daglis IA, Papadimitriou C, Pilipenko V. Magnetospheric ULF wave power features in the topside ionosphere revealed observations by Swarm observations. *Geophys Res Lett* 2015; 42: 6922-6930.
- [27] Zaourar N, Hamoudi M, Madea M, Balasis G, Holschneider M. Wavelet-based multiscale analysis of geomagnetic disturbance. *Earth Planets Space* 2013; 65: 1525-1540. DOI: 10.5047/eps.2013.05.001.
- [28] Xu Z, Zhu L, Sojka J, Kokosza P, Jach A. An assessment study of the wavelet-based index of magnetic storm activity (WISA) and its comparison to the Dst index. *J Atmos Sol Terr Phys* 2008; 70: 1579-1588.
- [29] Chui CK. An introduction to wavelets. San Diego: Academic Press; 1992.
- [30] Mandrikova OV, Solovov IS, Zalyaev TL. Methods of analysis of geomagnetic field variations and cosmic ray data. *Earth Planet Space* 2014; 66: 1-17. DOI: 10.1186/s40623-014-0148-0.
- [31] Bartels J, Heck NH, Johnson HF. The three-hour-range index measuring geomagnetic activity. *Terrestrial Magnetism and Atmospheric Electricity* 1939; 44: 411-454. DOI: 10.1029/TE044i004p00411.
- [32] Levin BR. Theoretical basics of statistical radio engineering [In Russian]. Moscow: "Radio i Svyaz" Publisher; 1989.
- [33] Mandrikova OV, Geppener VV, Mandrikova BS. Method of analysis of cosmic ray data based on neural networks of LVQ. *J Phys: Conf Ser* 2019; 23: 329-339. DOI: 10.1088/1742-6596/1368/5/0520.

### Authors' information

**Oksana Vikotovna Mandrikova**, (b. 1972) graduated from Taras Shevchenko National University of Kyiv, Mechanics and Mathematics department in 1995. She received her DrSc degree in Technical Sciences (2009). At present she is a head of the System Analysis lab at the Institute of Cosmophysical Researches and Radio Wave Propagation of the Far Eastern Branch of Russian Academy of Sciences and professor of Control Systems subdepartment at Kamchatka State Technical University. Her research interests are currently focused on methods of pattern recognition, data mining, modeling and analysis of geophysical data. E-mail: [oksanaml@mail.ru](mailto:oksanaml@mail.ru).

**Aleksandr Aleksandrovich Stepanenko**, (b. 1994) graduated from Kamchatka State Technical University, Information Technology department in 2015. Postgraduate student in Computer Science and Computer Engineering. At present he works as an electronic engineer at State Air Traffic Management Corporation of the Russian Federation, Kamchatka Air Navigation (Yelizovo). Research interests: programming, digital signal processing, information processing in technical systems, modeling and analysis of geophysical data. E-mail: [alalstepan@gmail.com](mailto:alalstepan@gmail.com).

*Received February 29, 2020. The final version – May 5, 2020.*